

УДК 551.248.1+552.3+552.4 (574)

П.В. ЕРМОЛОВ

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ КАЗАХСТАНА

Қазақстанда офиолиттер келесі құрылымдық типтермен сипатталады: жіңішке сызықты белдемдермен шектелген жарылымдармен (Шар және Тектурмас), қатпарланған жамылғылармен (Итмурынды) және қабықсыз изометриялы горизонталды немесе жайпақ орналасқан денелермен (Қарауылшек, Талпақ және басқалары). Олар теңіз жағалауында, арал доғаларында және теңізде теңіздік тау шынжырларының қатысуымен жаралған. Қазақстанда офиолиттер индикаторлы белдем субдукцияларында дәстүрлі саналады, дәлірек дұрыс емес. Экзгумация процестері басты механизм болады, офиолитті белдемдер осы заманғы жаралу көріністеріне жауапты.

В Казахстане офиолиты представлены следующими структурными типами: узкими линейными поясами, ограниченными разломами (Чарский и Тектурмас), складчатыми покровами (Итмурынды) и бескорневыми изометричными горизонтальными или полого залегающими телами (Қарауылшек, Талпақ и другие). Они формировались в окраинных морях, в островных дугах и в океанах с участием океанических горных цепей. В Казахстане офиолиты традиционно считаются индикаторами зон субдукции, что не совсем верно. Процессы эксгумации являются главным механизмом, ответственным за формирование современного облика офиолитовых поясов.

Ophiolites in Kazakhstan are represented by the following structural types: narrow linear belts limited by faults (Charski, Tekurmas), fold nappes (Itmurundy) and rootless isometric horizontal gently sloping bodies (Karaulcheku, Talpak and others). They formed in marginal seas, island arcs and oceans involving oceanic mountain chains. In Kazakhstan ophiolites are traditionally considered to be indicators of subduction zones but it is not quite correct. Exhumation processes is the main mechanism, governing formation of recent ophiolite belts.

За почти вековую историю изучения офиолитовых поясов Казахстана существовало три точки зрения на их происхождение: 1 – активные в отношении ультраосновного магматизма глубинные разломы мантийного заложения; 2 – рифтовые структуры с расширяющимся дном океанического типа; 3 – реликтовые следы обдукционно-субдукционных процессов на границе океан-континент или океан-островная дуга. Одновременно, мировой наукой накапливался эмпирический материал по молодым и современным глобальным структурам с участием офиолитов, который вносил существенные корректировки в понимание природы офиолитовых поясов.

Разломно-магматическая гипотеза оказалась полностью несостоятельной после того, как было доказано внедрение ультраосновных пород в виде холодных серпентинитовых масс и отсутствие их термального воздействия на вмещающие породы.

Рифтовая гипотеза и вытекавшая из нее тектоническая модель Казахстана типа «разбитой та-

релки» в значительной степени базировалась на том факте, что ассоциирующие с ультраосновными породами базальты имеют во многих поясах щелочной состав и, следовательно, произошли из обогащенной мантии континентального типа. Дополнительным аргументом служили многочисленные линейные и изометричные блоки глубокометаморфизованных пород, которые увязывались в гипотетический континент. Однако, два контраргумента не согласуются с рифтовой моделью, а именно:

- до настоящего времени в окружении офиолитовых поясов не найдено и не доказано присутствие характерных формаций, сопровождающих зарождение и развитие рифта;

- следы древних рифтов в складчатых областях не должны сохраняться в принципе (может быть, за очень редким исключением) из-за больших скоростей перемещения плит на очень большие расстояния и хаотического смешения террейнов, имевших совершенно разные режимы развития и [13].

¹Казахстан, 100019, г. Караганда, ул. Ипподромная, 15. Институт проблем освоения недр.

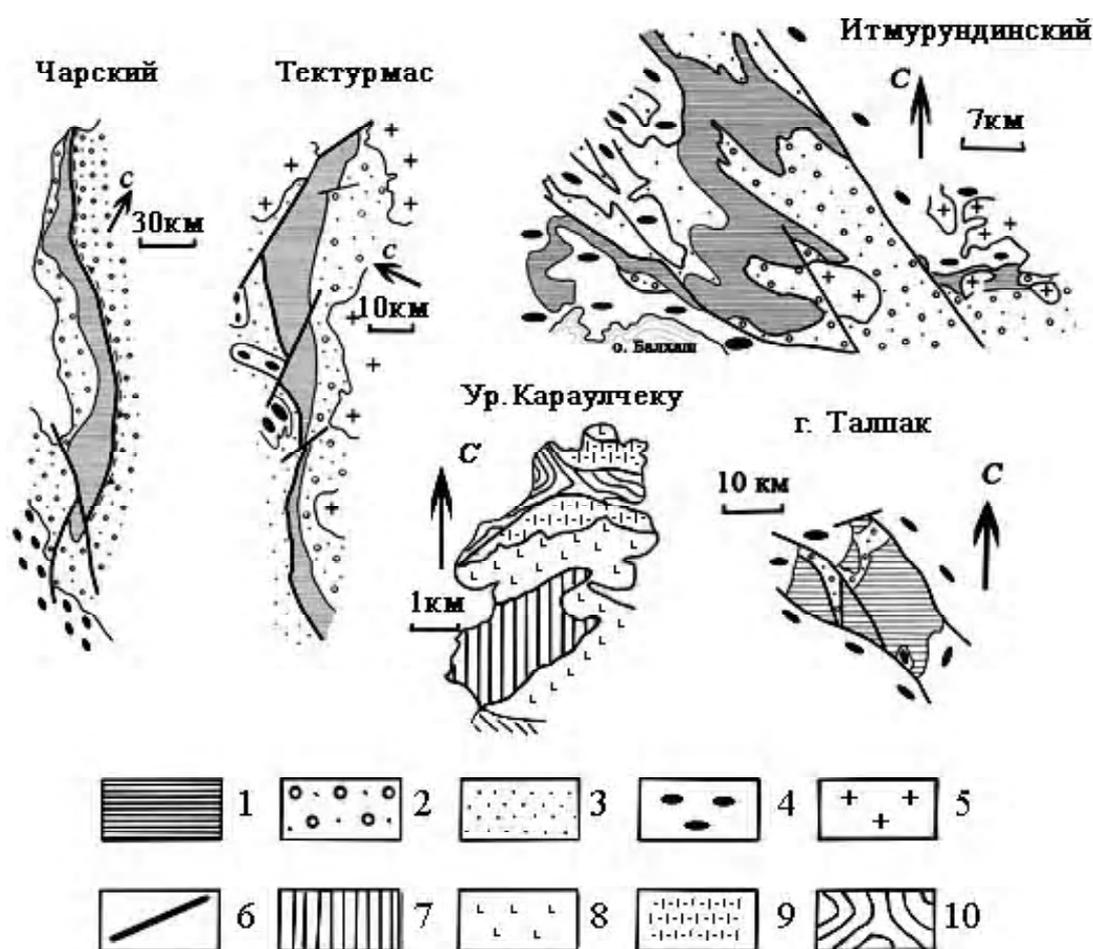


Рис. 1. Формы проявления офиолитов в Казахстане. 1–6 – Чарский, Тектурмасский, Итмурундинский пояса и офиолиты гор Талпак: 1 – серпентинитовый меланж с блоками базальтов, габбро, фтанитов, метаморфических и прочих пород; 2 – автохтон олистостромового типа; 3 – то же, грауваккового и флишоидного типа; 4 – неоавтохтон; 5 – пост-офиолитовые граниты; 6 – разломы. 7–8 – офиолиты урочища Караулчеку: 7 – расслоенный гарцбургит-пироксенит-габброноритовый массив; 8 – толейиты и базальты островодужного типа; 9 – вулканогенно-осадочная толща (андезибазальты, туфы дацитов, яшмы, песчаники); 10 – автохтон флишоидного типа

Главным недостатком обдукционно-субдукционной модели является то, что она не в состоянии объяснить присутствия в меланже многих поясов метаморфических пород высоких давлений ($P > 14$ кбар). При обдукции океанической коры на континент или островную дугу такие давления просто не могут быть созданы, при субдукции же и океаническая кора и образованные по ней метаморфические породы высоких давлений погружаются глубоко в мантию.

Для того, чтобы метаморфические породы высоких давлений, формирующиеся на глубинах 90 и более км, могли появиться на верхних горизонтах коры, требуется особый механизм, получивший в мировой науке в последнее десятилетие название «эксгумация», о чем ниже.

Для выявления природы офиолитов и истории их появления на современном эрозионном уровне принципиальное значение имеют детальное рассмотрение состава их базальтов, включений метаморфических пород в меланже офиолитовых поясов и возраст пород, образующих офиолитовые ассоциации.

1 Формы проявления офиолитовых поясов Казахстана

Выделяется три морфологических типа офиолитов: трещинные, складчатые и изометричные (рис. 1).

К трещинному типу относятся офиолиты Чарского, Тектурмасского, Экибастузского, Олентинского поясов. Они прямолинейны, иногда полого

Таблица 1. Возраст циркона из пегматоидных габбро-анортозитов г. Талпак

Pb	U	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵
8,86	115,67	1900	0,06416	0,08262	0,07682	0,5981
Возраст, млн. лет					477	480

Примечание: поправки: 206/204 – 18,143; 207/204 – 15,634

изогнуты, с одним или обоими крутыми контактами, иногда с зоной рассланцевания вдоль одного из них. Отношение длины к ширине в таких поясах варьирует от 1:20 до 1:35 (рис. 1).

Складчатую морфологию в Казахстане имеют только Итмурундинские офиолиты. Они слагают изометричные пологие складки, осложненные на западе залежью трещинного типа вдоль сдвигового разлома. На юго-востоке офиолиты подстилаются олистостромовым комплексом, на северо-западе – одновозрастным с ним комплексом, состоящем из граувакки и флиша (рис. 1).

Изометричный тип офиолитов ярко проявлен в офиолитах Караулчеку, Толпак, на восточном фланге Итмурундинского пояса, на юго-западном фланге Тектурмасского пояса и в других регионах. Это – горизонтально или очень полого залегающие изометричные фрагменты покровов, подстилаемые, как правило, олистостромовыми или флишевыми толщами (рис. 1).

Как будет показано ниже, большинство перечисленных офиолитов являются порождением одних и тех же геодинамических процессов, а именно, сочетанием в разных соотношениях субдукции и эксгумации. Офиолиты урочища Караулчеку имеют несколько иное происхождение.

2 Возраст и состав базальтов

В большинстве офиолитовых поясов имеются пиллоу-базальты в ассоциации с глубоководными фтанидами, являющиеся одним из компонентов коры океанического типа. Исключение составляют офиолиты урочища Караулчеку, где яшмы располагаются выше пиллоу-базальтов в основании и внутри туфогенно-осадочной толщи дацитового состава. Возраст базальтов в большинстве офиолитовых поясов по конодонтовой фауне во фтанидовых будинах и в яшмах, лежащих стратиграфически выше базальтов (урочище Караулчеку) находится в узком интервале ранний – средний ордовик [4-10]. В Чарском по-

ясе определены как ордовикские, так и девонские микрофоссилии [4,6,8].

В горах Талпак В.Г. Степанцом и П.В. Ермоловым возраст нижней части офиолитового покрова определен прецизионным методом. Покров представлен здесь расслоенным дунит-гарцбургит-габбровым массивом, который выше по разрезу сменяется базальтами и фтанидами. Из габбро-анортозитов был выделен циркон, который датирован в лаборатории Е.В. Бибиковой в 1988 году. Результат приведен в табл. 1. Полученный конкордантный возраст соответствует раннему ордовику.

В Тектурмасском и Итмурундинском офиолитовых поясах состав базальтов отчетливо щелочной. В Чарском офиолитовом поясе толейиты и щелочные базальты находятся примерно в равных соотношениях (рис. 2).

Из рис. 2 видно, что только в отношении Чарского пояса можно говорить о реальной примеси базальтов типа E-MORB. Малые элементы полностью подтверждают специфику офиолитовых поясов Казахстана (рис.3), выявленную при обработке петрогенных элементов. В Чарском поясе группа проб, представляющих щелочные базальты, резко обогащена легкими и обеднена тяжелыми РЗЭ, а группа проб, представляющих толейиты, приближена к единице. В Итмурундинском поясе средний состав базальтов из 15 проб вплотную приближен к единице, которая представляет средний состав щелочных базальтов океанических островов (кривая № 2), за исключением стронция. И, напротив, нормирование итмурундинских базальтов к толейитам MORB (кривая № 1) показывает многократное превышение в базальтах пояса всех элементов против MORB.

Состав базальтов Караулчекинского покрова принципиально отличается от базальтов выше-рассмотренных поясов. На диаграмме TiO₂ – 10MnO -10P₂O₅ (рис. 2) они демонстрируют совершенно отчетливую принадлежность к остро-



Рис.2. Состав офиолитовых базальтов Казахстана (по классификации Mullen, E.D., 1983). Пояснения в тексте

водужным толеитам. Такой состав согласуется с фактом присутствия как среди самих базальтов, так и в согласно залегающей на них вулканогенно-осадочной толще андезитов и дацитов. Концентрация в базальтах малых элементов, как это видно из рисунка 3, близка к таковой в базальтах MORB за исключением Rb и Ba, которые показывают островодужные условия их формирования.

Таким образом, базальты ни одного из рассмотренных офиолитовых поясов Казахстана по составу не удовлетворяют условиям формирования их в структурах типа срединно-океанических хребтов из-за высокой доли (Чарский) или подавляющего распространения щелочных

(Тектурмасский и Итмурундинский) и островодужных (Караулчеку) базальтов.

3. Состав и возраст метаморфических комплексов

В меланже офиолитовых поясов присутствуют многочисленные экзотические включения, среди которых для рассматриваемой темы имеют значение два комплекса: комплекс пород высоких давлений и умеренных температур и комплекс метапород высоких температур и умеренных давлений. Первый комплекс формируется в мантии за счет океанической коры при погружении ее в субдукционных зонах на глубины более 100 км, второй комплекс формируется в коре и

Таблица 2. Химический состав метаморфических пород высоких давлений в Чарском и Итмурундинском офиолитовых поясах

Окислы	1(1)	2(3)	3(2)	4(5)	5 (1)	6 (7)
SiO ₂	49,48	33,13	44,46	82,85	59,80	87,81
TiO ₂	1,42	4,59	1,26	0,48	0,25	0,29
Al ₂ O ₃	16,09	19,09	11,16	5,32	12,70	2,54
Fe ₂ O ₃	2,56	2,73	8,97	1,46	0,96	0,11
FeO	11,12	14,42	13,92	3,91	2,02	2,33
MnO	0,15	0,50	2,09	0,46	0,05	0,04
MgO	5,08	7,41	8,11	2,25	8,81	2,31
CaO	9,30	14,03	5,83	0,66	1,42	1,61
Na ₂ O	2,91	0,02	3,13	0,60	12,80	2,20
K ₂ O	1,30	0,01	—	1,19	0,40	0,40
P ₂ O ₅	0,25	0,05	0,25	0,08	0,03	0,38
H ₂ O ⁻	0,35	0,17	0,17	0,20		
П.п.п.	0,20	4,17	0,42	0,34	1,21	0,35
Сумма	100,10	100,27	99,97	99,80	100,45	100,37

Примечание. 1–4 – Чарский офиолитовый пояс: 1 – эклогит, 2 – диафорит по рутиловому эклогиту; 3 – гранат-глаукофановые сланцы; 4 – гранат-глаукофановые кварциты. 5–6 – Итмурундинский пояс: 5 – альбит-жадеит-рихтеритовая порода; 6 – льдистый кварц (метафтанит) с примесью голубого амфибола и альбита. В скобках – количество анализов при расчете среднего.

может принадлежать как фундаменту, подстилающему океаническую кору, так и основанию островной дуги или активной континентальной окраины. Пространственная и временная связь между этими двумя комплексами в офиолитах Земли установлена давно [16].

Комплекс пород высоких давлений детально изучен в Чарском и Итмурундинском поясах [4,5].

В меланже Чарского пояса присутствуют эклогиты, гранатовые амфиболиты, гранат-глаукофановые сланцы, рибекитовые, глаукофановые и гранат-глаукофановые кварциты. Описана также ассоциация с лавсонитом (Василевская, Казак, 1971): глаукофан+лавсонит+эпидот+мусковит. По

химическому составу среди метапород высоких давлений доминируют две группы: метабазиты и кварциты (суммарная частота встречаемости этих двух групп 87%). Можно полагать, что первые образованы по базальтам, а вторые – по фтанитам верхнего слоя океанической коры. Химический состав метапород высоких давлений Чарского пояса приведен в табл. 2.

В Итмурундинском меланже метапороды высоких давлений распространены менее широко. Здесь имеются крупные будины жадеитомфацитовых и кварц-альбит-жадеит-амфиболовых (актинолит ± глаукофан ± рихтерит) пород, а также несколько небольших включений гранатовых амфиболитов и глаукофановых сланцев.

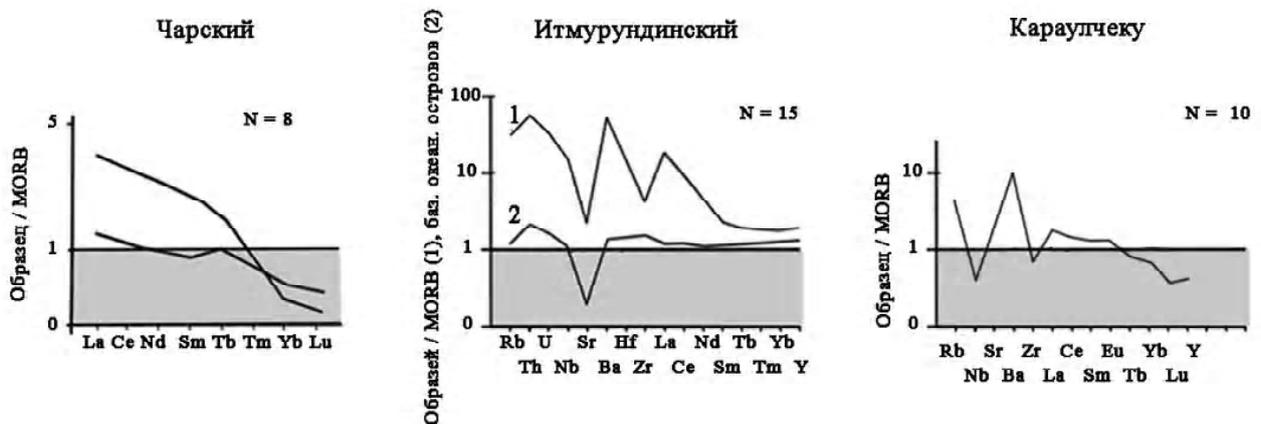


Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в офиолитовых базальтах Казахстана. Пояснения в тексте

Таблица 3. Возраст циркона из кварцитов высоких давлений Чарского пояса

Номер зерна	²⁰⁶ Pb	U, ppm	Th, ppm	(1)	(2)	(3)
				206/238	206/238	206/238
76-3-1	0,31	359	208	456.1±7,3	456.7±7,4	458± 8
76-4-2	2,19	198	51	453,8±8,3	455.6±8	454,3±8,6
76-5-1	5,77	790	718	441,7±7	441.2±8	451.7±9.2
76-5-2	0.75	917	734	455±7,1	455±7,1	459,7±8,1
76-6-1	3,92	840	815	426.1±6,8	426,1±6,7	444.4±8,2
76-8-1	2,0	815	614	486.2±7.6	486.1±7,7	495,7±8.8
76-7-1	7.29	953	1104	391.7±6.6	394.1±7.1	417.9±9.8
76-7-2	8.71	717	734	354.8±6.1	354.6±5.7	378.4±7.4

Примечание.

(1) Общий свинец скорректирован по обыкновенному свинцу

(2) Общий свинец скорректирован допущением конкордантного возраста в системе 206/238 – 207/235.

(3) Общий свинец скорректирован допущением конкордантного возраста в системе 206/238 – 208/232.

Внутреннее строение сланцевых будин полосчатое, обусловленное чередованием слоев льдистого кварца ($\text{SiO}_2 = 85-90\%$) со слоями, обогащенными голубоватым амфиболом, и альбитом, среди которых в изобилии рассеяны реликтовые жадеит, омфациит и эгирин. Средний состав слоев, обогащенных альбитом, омфациитом и голубым амфиболом, с одной стороны, и льдистым кварцем – с другой, приведен в табл. 2. Мощность слоев льдистого кварца достигают 1,5-2 м. Содержание Rb и Sr в сланцах сопоставимо с базальтами MORB (Rb среднее из 28 проб составляет 3г/т, Sr средний из той же выборки 28 проб = 111 г/т), на основании чего можно сделать заключение о их парагенетическом родстве.

Возраст метасланцевых пород высоких давлений оценен радиологическими методами. В Чарском поясе старые K-Ar датировки определяли возраст диафторированного эклогита по породе как неопротерозой-ранний кембрий – 545 млн. лет [2]. Имеются современные Ar-Ar датировки [17] по слюдам и глаукофану также из диафторированного эклогита урочища Бурша-булак. Они соответствуют верхнему ордовику: 449.3 ± 1 ; 449.8 ± 5 ; 450.0 ± 2.7 ; 449.2 ± 5.5 млн. лет и датируют этап ретроградного метаморфизма.

В 2006 году нами выделен циркон из гранат-глаукофановых кварцитов урочища Борше-булак и произведено его изучение в изотопном центре ВСЕГЕИ (Россия). Катодо-люминисцентные изображения циркона приведены на рис. 4. Весь циркон относится к так называемому «облачному» типу, т.е. границы между неоднородностями носят размытый характер, элементы зональности также расплывчатые. Зерна достаточно хорошо огранены, не имеют признаков растворе-

ния или окатанности и смотрятся как близнецы. Это является веским аргументом в пользу того, что они образованы единожды в стадию метаморфического преобразования яшмы в кварциты и в последующем эволюционировали только их уран-свинцовые системы. Из табл. 3 видно, что образование циркона произошло на границе позднего кембрия и раннего ордовика (486.2 ± 7.7 ; 486.1 ± 7.7 ; 495.7 ± 8.8 Ма точка 76-8-1). Преобразования уран-свинцовой системы происходило на протяжении ордовика и девона и завершились в раннем карбоне без какого-либо оплавления или растворения на всем этапе преобразования. Такая модель полностью согласуется с полевой геологией, согласно которой в девоне и раннем карбоне меланж был активным, а трансгрессивное перекрытие его начиналось в серпуховское время (буконьская свита C_1s-C_2).

Возраст мусковита из диафторированных эклогитов в этом же урочище (см. выше) согласуется с ордовикским этапом эксгумации, в то время как циркон отражает всю историю породы от момента преобразования ее из яшмы в кварцит при высоких P T до завершающего момента эксгумации.

В Итмурундинском поясе возраст кристаллосланцев высоких давлений определен U-Pb методом по циркону (табл. 4). Цифры возраста данных цирконов конкордантны и соответствуют эпохе Darrwillian среднего ордовика.

4. Возможные геодинамические обстановки формирования офиолитов

Состав базальтов офиолитовых поясов показывает, что ни один из них не удовлетворяет условиям открытых океанов в чистом виде.

Таблица 4. Изотопный возраст циркона из метаморфических сланцев высокого давления в Итмурундинском меланже

№	Фракции	Содержание г/т		Отношения изотопов свинца			Отношения изотопов урана и свинца и возраст, млн. лет	
		Pb	U	206/204	207/206	208/206	206/238	207/235
468	Крупная	38,1	546,7	3021	0,06141	0,01724	0,07464	0,5822
							463	466
468	Мелкая	43,7	639,0	4975	0,05864	0,00473	0,07434	0,57075
							462	458

Лаборатория ГЕОХИ РАН (1992г). Поправки: 206/204 – 18,143; 207/204 – 15,634

Наиболее близко к классической модели стоит базальт-яшмовая ассоциация Чарского пояса, где одна половина анализов (рис. 2-3) представлена классическими толейитами типа MORB, а другая – такими же классическими щелочными базальтами типа OIB. Вообще, в этом поясе достаточно много проблемных вопросов. Один из них – присутствие во фтанитах как ордовикских, так и девонских видов микрофауны, а также двух видов базальт-яшмовых комплексов. Пространственно базальт-яшмовые комплексы разделены четко, но как в одном, так и во втором толейиты и щелочные базальты представлены одинаково. Из сказанного можно сделать вывод, что для Чарского пояса может быть применена мо-

дель классического океанического спрединга и последующего субдукционного поглощения океанической коры, в составе которой наряду с базальтами MORB присутствовали фрагменты океанических островов или подводных гор, сложенных щелочными базальтами;

В Итмурундинском и Тектурмасском офиолитовых поясах базальты имеют отчетливо выраженный щелочной тренд и произошли из обогащенной мантии. Корректной геодинамической обстановкой для них может быть задуговой спрединг (рис. 5), сменяющийся в последующем (по мере нарастания давления на границе континентальной и океанической литосфер) разрывом континентальной литосфер и появлением задуговой

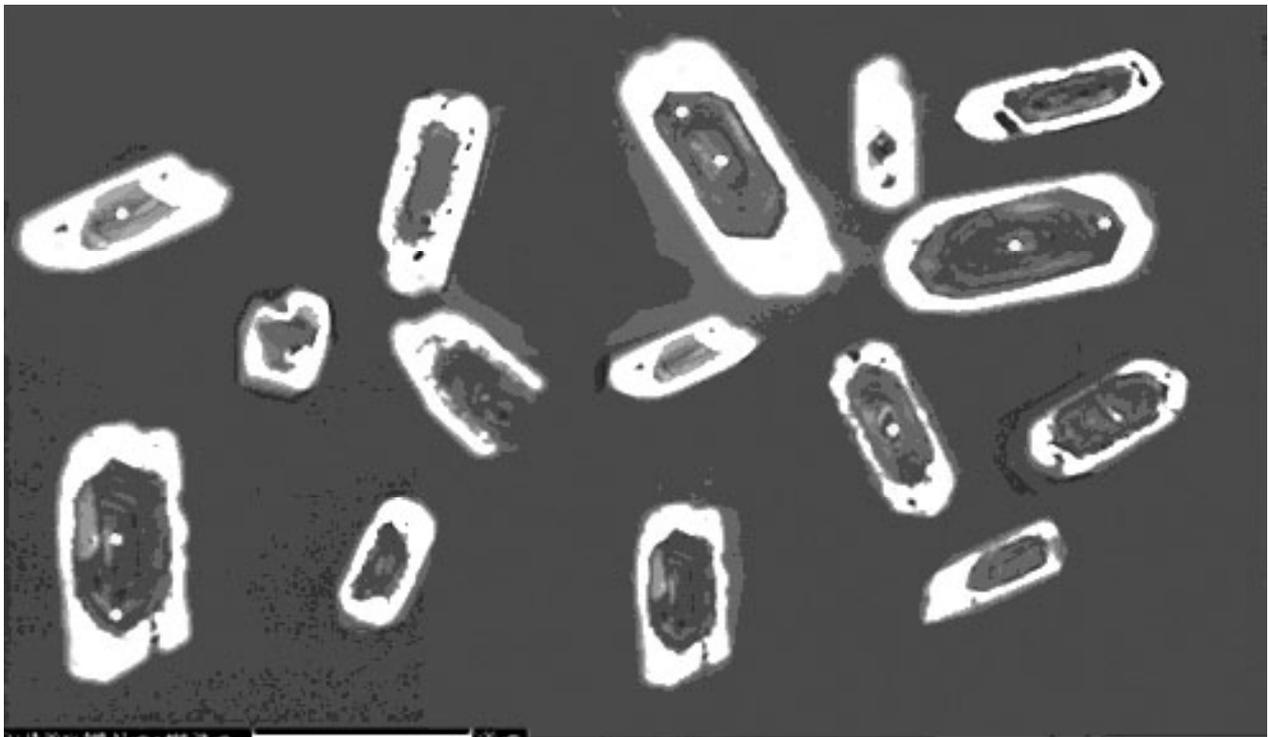


Рис. 4. Катодо-люминисцентные изображения анализируемого циркона



Рис. 5. Принципиальная модель задугового спрединга (левая часть рисунка), сменяющегося позднее задуговой (встречной) субдукцией (Wilson, 1989).

субдукции. Экспериментальное и числовое моделирование задуговой субдукции, выполненное А.І. Chemeda с соавторами (2001), показало большую вероятность такой модели и позволило полнее понять природу офиолитов Омана. Не исключено также, что щелочные базальты данных поясов представляют собой океанические горы (симаунты), застрявшие на границе океан-островная дуга в аккреционных клиньях (см. рис.5).

Караулчекинский фрагмент покрова не удовлетворяет ни одной из двух вышерассмотренных моделей. Сочетание расслоенного ультрамафит-мафитового основания с островодужными толеитами, базальтами и кислыми вулканитами однозначно свидетельствует об отсутствии связи покрова с океаническим спредингом и субдукцией. В данном случае можно согласиться с В.Г. Степанцом [9], что комплекс целиком является порождением раннеордовикской островной дуги, а конкретнее – связан с мантийным диапиром в контурах дуги.

5. Роль процессов эксгумации

Согласно основным положениям плитной тектоники поглощаемая в зоне субдукции плита совместно с верхним тонким слоем океанической коры и частью аккреционного клина (рис. 5) погружается глубоко в мантию. При этом океаническая кора и породы аккреционного клина являются тем вкладом земной коры в мантию, который создает в итоге ее вещественную и плотностную неоднородность [11]. Такая модель действует в чистом виде лишь в тех случаях, когда не задействован механизм эксгумации, который обеспечивает на определенном этапе подъем погруженных и уже метаморфически преобразованных фрагментов океанической коры и аккре-

ционного клина к поверхности. Именно благодаря этому механизму мы можем наблюдать современный облик меланжевых зон и изучать их состав. Механизм эксгумации является неотъемлемой частью механизма субдукции и возникает он на такой стадии, когда субдукция по каким-либо причинам замедляется, а давление от встречного движения двух плит нарастает. Считается, что одной из возможных причин замедления субдукции и начала процесса эксгумации является попадание в тренч (рис.5) подводных океанических гор или небольших срединных массивов. В результате таких коллизионных явлений серпентинитовая масса совместно с блоками метаморфически преобразованных базальтов (эклогитов, амфиболитов, голубых сланцев и т.д.), фтанитов (кварциты, графитовые кварциты, глаукофан-гранатовые кварциты) с глубочайших горизонтов (90 км и более) устремляется вдоль зоны субдукции в сторону меньшего литостатического давления, т.е., к поверхности. Этому способствует и высокая флюиднасыщенность такой смеси вследствие дегидратации осадков аккреционного клина и появлением значительных масс серпентинитов. При движении к поверхности меланж на более высоких уровнях захватывает фрагменты менее преобразованной океанической коры (различные габброиды, амфиболиты, зеленые сланцы), а в самых верхних горизонтах – зеленокаменную фацию этих же пород. Такова причина очень широкого спектра включений в Чарской меланжевой зоне. Если судить по уран-свинцовым часам в цирконах гранат-глаукофановых кварцитов, то период времени от момента образования метاپород высоких давлений до эксгумации на современный эрозионный уровень оценивается в 132 млн. лет.

Таблица 5. Возраст циркона в частично жадеитизированных

Обр.	Pb	U	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵
466	173	2835	0.00219	0.08735	0.10157	0.05717	0.4359
457-2						358мл.л.	367мл.л.
						0.06452	0.4750
457	421,2	3300,1		0.24386	0.49668	406 мл.л.	390 мл.л.
						0.06644	0.05028
						415мл.л.	413мл.л.

Менее широкий возрастной диапазон включений зафиксирован в Итмурундинском меланже. Там описанные выше кристаллосланцы ассоциируют с частично метасоматически жадеитизированными альбититами и диопсид-абитовыми породами (апоанортозитами), содержащими реликтовый циркон девонского возраста (табл. 5). И меланж и олистострома в этом поясе перекрыты позднедевонскими отложениями [5]. Это значит, что меланж был активным в диапазоне времени от среднего ордовика до позднего девона или около 103 млн. лет.

Следует особо подчеркнуть, что сам факт присутствия метаморфических пород высоких и ультравысоких давлений в меланже, залегающем в палеозойских породах, уже является доказательством процессов эксгумации, имевшим место при формировании офиолитового пояса.

В большинстве других офиолитовых поясов Казахстана метаморфические породы высоких давлений не упоминаются. Это значит, либо они пока не обнаружены, либо остальные меланжевые зоны рассматриваемой части Казахстана представлены верхушечными частями эксгумационных колонн.

Считается, что эксгумация осуществляется вдоль зон субдукции. Однако, из-за особых реологических свойств серпентинитового меланжа можно предположить, что он в процессе эксгумации будет использовать любые глубинные разломы, сопряженные с зоной субдукции и удаляться от нее. Поэтому автоматическое отождествление офиолитовых поясов с субдукционными палеозонами не совсем корректно. Среди них могут оказаться также и элементарные протрузии линейной формы, пространственно связанные с субдукционными зонами, но удаленные от них вдоль оперяющих разломов.

Приведенное описание механизма эксгумации выполнено в популярной форме. Специальная литература по данному вопросу весьма об-

ширна [1,3]. В Казахстане, как это видно по публикациям, данный элемент тектоники плит либо не известен, либо он безосновательно игнорируется.

Выводы

1. Офиолиты рассматриваемой части Казахстана отображают многообразие геодинамических обстановок формирования и все вместе не вписываются в какую-либо одну модель, доминирующие сейчас в Казахстане: океанический спрединг – субдукция или раскрытие – закрытие рифта.

Автоматическое отождествление офиолитовых поясов с зонами субдукции в корне не верно. Порой дело доходит до абсурда, как например, в отношении Иртышской зоны смятия. Присутствие там единичных и маломощных серпентинитовых залежей является для некоторых геологов основанием отождествления ее ни много ни мало, как с зоной Беньюфа. В 2006 году нами получены изотопные данные по метаморфическим породам Иртышской зоны, которые указывают на принадлежность ее к древнему кристаллическому фундаменту Калба-Нарымской зоны (в рамках прежних Иртышской и Калба – Нарымской зон). Согласно этим данным, история развития зоны начинается с раннего протерозоя (2,1-2,2 млрд. лет), два ранних пика ультраметаморфизма приходятся на неопротерозой (913 млн. лет) и поздний кембрий (503 млн. лет), а современный вид она приобрела в скорей всего в палеогене: 41.9±1.6; 40.9±2.3; 40.8±1 млн. лет. Такой вывод базируется на возрасте циркона в кристаллических сланцах, мигматито-гнейсах, дистеновых сланцах, генйсо-гарнитахна, всего около 60 датировок. Причиной таких заблуждений является недоучет механизма эксгумации, которые могут выводить фрагменты офиолитов на любой уровень, в том числе и вне связи с зонами субдукции.

3. Линейные и складчатые морфологические типы офиолитов, а также большинство изомет-

ричных офиолитов, порождены одним и тем же механизмом эксгумации, который может быть как совмещенным с зонами субдукции, так и проявляться вне связи с ними. Линейные офиолиты типа Чарского и Тектурмаса представляют собой крутопадающие подводные каналы, по которым меланж с мантийных глубин движется к поверхности. По своей природе они сродни с протрузиями. Складчатые типы офиолитов (Итмурунды) соответствуют самым верхним частям колонны эксгумации, когда выдавливаемый с глубин меланж достигает поверхности и ложится в виде покрова на седименты аккреционного клина (рис. 5). При этом фрагменты меланжа, смешиваясь с осадками аккреционного клина, формируют в основании покрова олистостромовый комплекс, а сверху покров перекрывается более молодыми осадками. Как отмечает Н.Л.Добрецов (2001), эксгумация носит пульсационный характер и вышеописанная триада флиш – офиолиты – олистотрома может повторяться. Большинство изометричных офиолитов являются фрагментами складчатого морфологического типа, отчлененных от него эрозией.

4. Особое место занимают офиолиты типа Караулчеку. Они не связаны ни с субдукцией, ни с эксгумацией. Это – субавтохтонные офиолиты, образованные мантийным диапиром в рамках островной дуги.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Динамика зон субдукции: Модели формирования аккреционного клина и подъема глаукофановых сланцев и эклогитов.- Геология и геофизика, 1991, № 3. С.4-20.
2. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали.- Геология и геофизика.- 1969 № 3, с. 121-125.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», Новосибирск, 2001, С. 405.
4. Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л. и др. – Офиолиты Чарской зоны.// Офиолиты //Наука, Алматы, 1981. – с.103-175.
5. Ермолов П.В., Котельников П.Е. Состав и происхождение жадеититов Итмурундинского меланжа.- Геология и геофизика, 1991, №2, с.49-57
6. Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М., Добрецов Н.Л., Беляев С.Ю. Палеозойские микрофоссилии Чарского пояса в Восточном Казахстане.- Геология и геофизика, 1994, 35, № 7-8, с. 145-151
7. Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана.- Геология и геофизика, 2002, т.43, с.512-527
8. Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Геодинамические условия седиментации и фаунистические комплексы в Палеозое на южном обрамлении западной части Сибирской плиты.- Российская геология и геофизика, 2003. Т. 44, 1-2, С. 156-171.
9. Степанец В.Г. Геология, петрология и геодинамика офиолитов северо-востока Центрального Казахстана. – Электронная версия: <http://www.stepanec.de>, 2006. С. 297.
10. Якубчук А.С., Степанец В.Г. О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана. Докл. АН СССР, 1989. т.307, № 5.- С. 1198-1202.
11. Bedle H., Lee S. Fossil flat-slab subduction beneath the Illinois basin, USA.-Tectonophysics № 424 (2006), С. 53-68.
12. MacDonald, G.A. Composition and origin of Hawaiian lavas. In: Coats, R.R., Hay, R.L. and Anderson, C.A. (Eds.). Studies in volcanology: a memoir in honour of H o w e l l Williams. Geol.Soc.Amer.Mem. , 1968. V. 116, pp. 477-522.
13. Van der Voo, R. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Lapetus oceans. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1993. 411 pp.
14. Sengor, A.M.C., Natal'in, B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin, A., Harrison, M. (Eds.), The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1996. P. 486-640.
15. Mullen, E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and implication for petrogenesis. Earth Planet. Sci.Lett. , 1983. V.62. P.53-62.
16. Myashiro A. Metamorphism and metamorphic belts.- London: George Allen, Unwin Ltd., 1973. 492 p.
17. Volkova N.I., Tarasova E.N., Polyansky N.V., Khomyakov V.D.- High-pressure rocks in serpentinite melange of the Chara zone, NE Kazakhstan // Structural and Tectonic Correlation across the Central Asia Orogenic Collage: NE Segment / Irkutsk.- 2005.- p.269-273.
18. Wilson M. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Application.. UK, the Alden Press, Oxford. 1989. P. 456.